

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкохуб Д.П. Разнообразие кембрийско-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. научного совещ. по Программе фундаментальных исследований. — Иркутск, 2005. — Т. 1. — С. 106–108.
2. Волохов И.В., Иванов В.М. Нижне-Дербинский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна // Геология и геофизика. — 1964. — № 5. — С. 52–67.
3. Еханян А.Г., Филиппов Г.В., Аникеева А.Н. Особенности геологического строения и рудоносности Бурлакского ультрабазит-базитового массива (Восточный Саян) // Известия вузов. Сер. Геология и разведка. — 1991. — Т. 9. — № 1. — С. 72–78.
4. Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Neilsen R.L. Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. — 1993. — V. 19. — № 5. — P. 1155–1170.
5. Черкасова Т.Ю., Чернышов А.И. Петрохимические особенности расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов нижне-дербинского комплекса (СЗ Восточного Саяна) // Вестник Томского государственного университета. — 2009. — № 324. — С. 390–394.
6. Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure // J. Petrology. — 1972. — V. 13. — № 3. — P. 1–29.
7. Соболев В.С., Соболев Н.В. О хром- и хромосодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок // Геология рудных месторождений. — 1967. — № 2. — С. 18–37.
8. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. — 2007. — № 3. — С. 28–65.
9. Бучко И.В. Минералого-геохимические особенности и природа расслоенных ультрабазит-базитов юго-восточного обрамления Сибирской платформы (на примере Веселкинского массива): автореф. дис. ... к.г.-м.н. — Благовещенск, 1999. — 24 с.
10. Бучко И.В., Зимин С.С., Октябрьский Р.А. Эволюция состава рудных минералов в процессе становления Веселкинского ультрабазит-базитового массива Среднего Приамурья // Записки Всесоюзного минералогического общества. — 2000. — № 4. — С. 29–36.
11. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / под ред. Е.В. Шаркова. — М.: Научный мир, 2006. — 368 с.
12. Бучко И.В., Изох А.Э., Носырев М.Ю. Сульфидная минерализация ультрабазит-базитов Станового мегаблока // Тихоокеанская геология. — 2002. — Т. 21. — № 4. — С. 56–68.
13. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / под ред. В.И. Богникова, А.П. Кривенко, А.Э. Изоха и др. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 1995. — 151 с.

Поступила 01.06.2010 г.

УДК 553.411.071:550.42(546.1+546.8)

ЯВЛЕНИЕ НАКОПЛЕНИЯ ФЕМОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛОТОНОСНЫХ БЕРЕЗИТАХ И БАЗАЛЬТОГЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ МЕЗОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов

Томский политехнический университет
E-mail: Kucherenko.o@sibmail.com

Обобщены данные о контрастных аномалиях химических элементов фемофильной специализации (P, Ti, Mg, Fe, Ca, Mn) в березитах типовых зон околорудных метасоматических ореолов трех мезотермальных месторождений золота: Ирокиндинского, Кедровского (Северное Забайкалье), Чертово Корыто (Патомское нагорье). Обсуждаются и обосновываются представления о высокой миграционной способности титана и фосфора на начальных стадиях мезотермальных рудообразующих процессов, о геолого-генетической однородности месторождений золота, образованных в кристаллическом и черносланцевом субстрате, о генерации щелочных восстановленных металлоносных растворов в магматических очагах аномальной мантии. Подтверждается вывод, согласно которому мезотермальные золотые месторождения образуются в результате функционирования флюидно-магматических золотопродуцирующих систем на позднем базальтоидном этапе становления антидромных гранит-диорит-долеритовых магматических комплексов.

Ключевые слова:

Фемофильные элементы, аномалии, березиты, золотые месторождения, базальтогенная концепция рудообразования.

Key words:

Femic elements, anomalies, beresites, gold deposits, basaltogenetic conception of ore forming.

Введение

В результате изучения пространственно-временных соотношений золоторудных жил Бериккульского месторождения (Кузнецкий Алатау) с производными магматизма и дифференциации здесь многочисленных поздних умеренно-щелоч-

ных базитовых даек на дорудные, внутрирудные и позднерудные (послерудные) совокупности возникло предположение о генерации металлоносных растворов в очагах базальтовых расплавов, поступление которых в область рудообразования чередовалось с поступлением растворов [1]. Это предпо-

ложение актуализировало целесообразность поисков вещественных следов функционирования мантийных растворов, оставленных, возможно, при рудообразовании в рудах и сопровождающих метасоматитах и подтверждающих связи мантийных источников растворов и металлов с верхнекоревыми блоками – формирующимися месторождениями при посредничестве глубинных разломов, которые, как известно, контролируют размещение мезотермальных месторождений золота.

Открытие контрастных аномалий химических элементов фемофильной специализации (P, Ti, Mg) в апоультраметаморфитовых околорудных березитах Ирокиндинского золоторудного месторождения в ближнем (до 1,5 км) обрамлении Ирокиндинского разлома – восточного шва Келянской зоны глубинных разломов [2] оправдало ожидания. Снижение концентраций этих элементов до кларковых уровней по мере удаления от разлома в сочетании со снижением содержания титана в метасоматическом пирите березитов, запасов золота в жилах при отсутствии признаков выноса золота и фемофильных элементов из окружающих и вмещающих руды и околорудные метасоматические ореолы пород квалифицирует Келянскую зону глубинных разломов как раствороподводящий канал, по которому металлоносные растворы поступали в область рудообразования [2, 3].

В дальнейшем контрастные приразломные аномалии фемофильных элементов с коэффициентом концентрации до 10...11 обнаружены в апоультраметаморфитовых и апочерносланцевых околорудных золотоносных березитах, рудах и амфибол-биотитовых и биотитовых метасоматитах, образованных во внутрирудных дайках умеренно щелочных долеритов, в Кедровском золоторудном месторождении, в апочерносланцевых золотоносных березитах месторождений Чертово Корято [3, 4] и Каралонского [5].

Наряду с этим, существуют мезотермальные золоторудные месторождения, например, в горно-складчатых сооружениях Южной Сибири (Беркуловское, Холбинское и другие), однородные с упомянутыми по геолого-генетическим показателям [6, 7], в которых поиски аномалий обсуждаемых элементов не увенчались успехом.

Обнаружение и опубликование новых фактов, раскрывающих комплексный состав (P, Ti, Mg, Fe, Ca, Mn) аномалий элементов фемофильной ассоциации и расширяющих знания в области петрохимии околорудного метасоматизма и мезотермального рудообразования, со времени первой публикации [2] не сопровождалось их обсуждением, которого они, как представляется, вполне заслуживают. Заслуживают обсуждения следующие вопросы. 1) Как можно объяснить устойчивое накопление в околорудных метасоматических, геохимических ореолах и рудах мезотермальных месторождений золота целой компании элементов известной ориентации, в том числе в таком классическом сочетании как Ti и P? 2) В какой степени эти факты впи-

сываются и вписываются ли в существующие гранитогенную, метаморфогенную, полигенную, базальтогенную концепции образования золотых месторождений в кристаллическом субстрате и в черносланцевых толщах? 3) Как с позиций полувекowego, обновленного недавно [8], противопоставления месторождений золота, залегающих в кристаллическом субстрате, с одной стороны, и в мощных толщах черных сланцев, с другой, объяснить накопление с равной эффективностью всей шестерки элементов в ореолах и рудах тех и других месторождений, если они по мнению многих генетически разнородны? 4) Почему аномалии фемофильных элементов, в отличие от поступающих с растворами калия, уголекислоты, серы обнаружены не во всех мезотермальных золотых месторождениях?

В статье обобщены приведенные в публикациях разных лет данные об аномалиях элементов фемофильной ассоциации в мезотермальных золотых месторождениях Северного Забайкалья и Патомского нагорья – Ирокиндинском, Кедровском, Чертово Корято, и обсуждаются сформулированные выше вопросы, ответы на которые призваны конкретизировать существующие представления о геолого-генетической сущности мезотермального рудообразования в приложении к золоту.

1. Краткий очерк геологического строения месторождений

Золоторудные сульфидно-карбонатно-кварцевые жилы Ирокиндинского месторождения залегают на юго-западной окраине Муйского выступа архейского фундамента Сибирской платформы, сложенного полосчатыми ортогнейсами, кальцифирами, амфиболитами, мигматитами, гранитами мигматитовой выплавки. Пласты, «слои» и «слойки» ультраметаморфических пород мощностью от мм до десятков м многообразно чередуются в разрезе и образуют многопорядковую до плейчатости складчатость. Жильные трещины-разломы сколового типа протяженностью до многих сотен м оперяют в лежачем боку крутопадающий (70°) Ирокиндинский разлом – восточный шов Келянской зоны глубинных разломов, отделяющей на западе Муйский выступ от протерозойского обрамления.

В Кедровском месторождении рудовмещающая протерозойская кедровская толща углеродистых терригенных сланцев висячем восточном боку Тулдуновской зоны глубинных разломов, отделяющей Муйский выступ на востоке, образует субмеридиональную антиклинальную складку с размахом крыльев 5...6 км и падением их под умеренными (40...50°) углами. В центральной части месторождения в восточном крыле складки в позднем палеозое образована локальная, протяженностью по широте до 4 км, по меридиану до 10 км зрелая очагово-купольная постройка, сложенная согласной сланцам «пластиной» гранодиоритов, кварцевых диоритов в обрамлении мигматитов, далее биотитовых плаггиогнейсов, постепенно переходящих в черные сланцы. Золоторудные сульфидно-

карбонатно-кварцевые жилы выполняют межслоевые швы кедровской толщи и залегают в породах очагово-купольной постройки. Кроме жил, известны слабо золотоносные согласные сланцам минерализованные зоны, сложенные светло-серыми безрезитами с прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализацией.

Мощная (до 150 м), протяженная (1300 м при ширине до 500 м) залежь жильно-прожилково-вкрапленных сульфидно-кварцевых руд месторождения Чертово Корято выполняет зону разуплотнения в раннепротерозойской толще углеродистых терригенных биотитовых полевошпат-кварцевых сланцев михайловской свиты. Рудная залежь вытянута вдоль крутопадающего (60°) взброса северо-северо-западного (350°) простирания, оперяющего Амандракский глубинный разлом, полого (до 20°) погружается на запад-юго-запад от взброса в его висячем боку. В центральной части месторождения залежь согласна стратификации толщи, на севере и юге пересекает её. Руда сложена метасоматитами с обильной вкрапленностью сульфидов, в кварцевых жилах и прожилках сосредоточена основная масса золота при эпизодической незначительной вкрапленности сульфидов.

В числе наиболее распространенных сульфидов в рудах Ирокиндинского и Кедровского месторождений присутствуют пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда с существенно подчиненным участием пирротина, арсенопирита и других минералов, в рудах месторождения Чертово Корято — пирит, пирротин, арсенопирит при незначительной примеси галенита, сфалерита, халькопирита и других [4, 6]. Околорудные метасоматиты и руды образованы в температурном диапазоне $500...50^\circ\text{C}$ в позднепалеозойскую эпоху (Ирокиндинское, Кедровское месторождения) [6]. Возраст месторождения Чертово Корято пока неизвестен.

2. Методика исследования

Для решения поставленной задачи отбирались серии проб горных пород массой 1,5...2,0 кг на разных участках месторождений.

Каждая серия (метасоматическая колонка) включает до 5–10, иногда более проб, представляющих исходную породу одного вида вне или в подзоне слабого изменения внешней зоны околорудного метасоматического ореола и в каждой его минералого-петрохимической зоне.

Петрохимические пересчеты выполнены по объемно-атомному методу, расчеты баланса петрогенных элементов — посредством сравнения числа их атомов в стандартном объеме $10\,000\text{ A}^3$ исходных пород и метасоматитов. Разница в числе атомов в стандартном объеме между метасоматитами, с одной стороны, и исходными породами, с другой, соотносилась с числом атомов в соответствующем объеме исходных пород и выражена в %.

Чтобы сгладить вариации химических составов исходных и метасоматически измененных пород

каждого вида посредством их усреднения и получить наиболее корректные сравнительные результаты, сформированы выборки из анализов нескольких — многих проб: каждая выборка объединяет пробы, отобранные в породах одного вида в каждой минералого-петрохимической зоне околорудных метасоматических ореолов (табл. 1, 2).

О значимости полученных межвидовых и межзональных различий средних содержаний петрогенных элементов можно судить по следующим фактам. *Во-первых*, величина выноса некоторых элементов с относительно высокими содержаниями (Si, Al, более 10 мас. %) достигает десятков ... многих десятков % (табл. 2) при стандартном отклонении содержаний в исходных породах не более 6 %. *Во-вторых*, величины привноса остальных элементов достигают сотен ... многих сотен % и даже превышают 1000 % при стандартном отклонении содержаний в исходных породах, например, Ирокиндинского месторождения (табл. 1), как правило, не превышающем 50 %, редко 100 %, чаще — намного меньшем. *В-третьих*, во всех метасоматических колонках, представляющих ультраметаморфические породы со значительными вариациями и магматические породы с несущественными колебаниями химических составов повторяется единоеобразное «поведение» петрогенных элементов.

Все это означает, что метасоматиты не только наследуют химические составы исходных пород с присущими им особенностями их вариаций, но реально теряют часть вещества или, наоборот, обогащаются им в соответствии с приведенными результатами расчетов (табл. 2).

3. Минералого-петрохимические черты околорудных метасоматических ореолов

Во всех месторождениях образованы крупнообъемные метасоматические ореолы с повторяющейся минералого-петрохимической зональностью.

В структуре ореолов золоторудные жилы занимают осевое положение в обрамлении полнопроявленных метасоматитов. По мере удаления от жил интенсивность метасоматических преобразований пород ослабевает вплоть до полного исчезновения эпигенетических минералов этапа околорудного метасоматизма. Мощность наиболее крупнообъемной внешней зоны околорудных ореолов в составе подзон слабого, умеренного, интенсивного изменения (до 10, 10...20, 20...30 об. % новообразованных минералов) достигает многих сотен м, промежуточной хлоритовой (эпидот-хлоритовой) зоны — многих десятков м, альбитовой — первых м, внутренней — 1,0...1,5 м.

В месторождении Чертово Корято апосланцевый метасоматический ореол вмещает рудную залежь и сравнительно с ней занимает больший объем. Лишь в западном направлении снижение степени насыщенности пород кварцевыми жилами, прожилками и сульфидной вкрапленностью, а в итоге выклинивание рудной залежи сопровождается ос-

Таблица 1. Химические составы горных пород Ирокиндинского месторождения

Компоненты	I		II		III		IV		V	VI	
	x	s	x	s	x	s	x	s	x	x	s
SiO ₂	61,16	4,09	52,71	5,30	34,09	6,07	73,18	1,98	46,50	69,16	0,22
Al ₂ O ₃	16,30	1,93	13,27	1,59	8,93	1,38	14,13	1,05	15,96	15,28	0,14
K ₂ O	2,91	2,20	1,43	1,02	1,15	0,50	3,92	1,25	1,60	3,78	0,03
Na ₂ O	2,78	0,64	1,88	1,02	1,59	0,82	3,32	0,76	2,70	4,37	0,08
S*	0,03	0,04	0,14	0,24	0,03	0,04	0,03	0,04	0,10	0,04	0,01
CO ₂	0,45	0,35	4,06	2,49	16,16	4,27	0,13	0,16	1,81	0,36	0,10
CaO	4,28	1,83	17,58	5,77	30,76	4,74	1,85	0,50	10,10	2,02	0,23
MgO	2,69	1,21	2,04	0,85	1,63	0,75	0,45	0,14	10,80	1,06	0,22
FeO	5,37	2,10	3,46	1,21	3,14	0,86	1,43	0,69	7,95	1,53	0,19
Fe ₂ O ₃	1,65	1,12	1,79	0,80	1,31	0,58	0,57	0,28	1,77	0,52	0,21
TiO ₂	0,77	0,25	0,60	0,15	0,46	0,09	0,21	0,13	0,98	0,22	0,00
MnO	0,07	0,03	0,14	0,06	0,11	0,05	0,03	0,04	0,19	0,08	0,01
P ₂ O ₅	0,20	0,28	0,17	0,07	0,11	0,04	0,02	0,02	0,09	0,08	0,01
H ₂ O+	1,33	0,81	0,51	0,54	0,31	0,51	0,31	0,18	0,19	0,64	0,10
Σ	99,98		99,78		99,82		99,57		100,74	99,14	

Примечание. 1) Пробы отобраны за пределами (в нулевой зоне) и в подзоне слабого изменения внешней зоны околожильных метасоматических ореолов. 2) Названия пород (в скобках число проб): I – альмандин-двуслюдяной гнейс (23); II – альмандин-диопсид-двуполевошпатовый гнейс (32); III – кальцифир (19); IV – гранит мигматитовой выплавки (7); V – амфиболит (1); VI – фельзитовый микрогранит-порфир (5). 3) S* – сера сульфидная. 4) x – среднее арифметическое содержание, s – стандартное отклонение содержаний. 5) Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Запсибгеология» (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской.

лаблением интенсивности гидротермальных изменений сланцев. Здесь на окраине наиболее крупно-объемной (мощностью до многих сотен метров) вмещающей основную массу золото-сульфидно-кварцевых жильно-прожилково-вкрапленных руд углеродистой зоны сохранены локальные останцы метаморфических сланцев с амфибол-биотитовой ассоциацией предшествующего окolorудному метасоматизму регионального метаморфизма. Свойственная околожильным ореолам более тыловая хлоритовая зона здесь разделена на две – углеродистую хлоритовую (углеродистую) с бесструктурным керогеном отчасти эпигенетического происхождения состава от антрацита до кокса [4], и собственно хлоритовую мощностью до 10 м, в которой кероген окислен и/или перемещен в прожилки. Слагающие эту зону породы освещены. Тыловая альбитовая и внутренняя зоны мощностью соответственно до 3,0 и 1,0 м не содержат керогена, сложены светло-серыми метасоматитами соответственно с альбитом и без него, и многократно чередуются в разрезе метасоматического ореола с другими минеральными зонами.

Эпигенетические минеральные ассоциации, образованные на этапе метасоматизма, повторяются во всех вмещающих руды горных породах об-суждаемых месторождений, а смена их в объеме ореолов определяет порядок минеральной зональности. Полный набор минеральных видов и разновидностей с незначительными их вариациями свойствен внешней зоне ореолов и включает кварц, серицит, лейкоксен, рутил, сульфиды (пирит), кальцит, Mg-Fe-хлориты (рипидолит, делафоссит и др.), эпизодически Mg-Fe-карбонаты, цоизит, актинолит-тремолит, в черных сланцах ча-

стично эпигенетический кероген, в кедровской толще представленный графитом, в михайловской – антрацитом-коксом [2–7, 9]. В более тыловой хлоритовой, в том числе в углеродистой хлоритовой зоне исчезает актинолит и тремолит, а при отсутствии их биотит, пироксен, амфибол исходных пород. Хлоритовая (эпидот-хлоритовая) зона сменяется альбитовой, в которой отсутствуют хлориты и эпидот. Внутренняя зона не содержит альбит и сложена лепидогранобластовым мелкозернистым агрегатом кварца, серицита, магнезиально-железистых карбонатов (анкерита ± доломита ± сидерита) с примесью лейкоксена, рутила, апатита, сульфидов. Содержания каждого из первых трех минералов варьируют в пределах нескольких десятков %. В апокальцифировых метасоматитах альбитовой и внутренней зон присутствует новообразованный кероген – тонкая эмульсионная его вкрапленность в «скелетных» кристаллах частично сохранившегося кальцита, образованная в результате диссоциации карбоната и восстановления окисленного углерода до атомарного состояния [6]. В результате апокальцифировый лиственит в отличие от березита приобретает черный цвет.

Уменьшение числа минеральных видов и разновидностей сопровождается нарастанием общей массы минеральных новообразований в направлении к внутренней границе каждой минеральной зоны и от одной минеральной зоны к другой. Одновременно изменяются минералы переменного состава. В эпидот-хлоритовой зоне, например, можно проследить постепенное замещение цоизита эпидотом, количество которого вблизи внутренней границы зоны лавинообразно нарастает и цоизит здесь полностью замещен. Кальцит внешней

зоны в тыловых зонах сменяется доломитом, анкеритом, иногда с примесью сидерита, брейнерита, а общая масса карбонатов в тыловой зоне достигает 60...70 % от массы породы.

Перечисленные особенности метасоматических пород приобретаются ими в условиях реализации концентрационно-диффузионного механизма массопереноса при околотрещинном гидротер-

Таблица 2. Баланс (вынос, привнос, в %) петрогенных элементов в зональных околорудных метасоматических ореолах мезотермальных золотых месторождений южной Сибири

Минеральная зона, подзона	Химические элементы													Δ
	Si	Al	K	Na	S*	Co	Ca	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	P	Mn	
1. Месторождение Ирокинда														
1.1. Гранит мигматитовой выплавки, AR (3)														
By(5)	0	0	-10	-10	+	20	20	0	0	10	10	50	-60	1,2
Vi(6)	0	0	-10	0	+	220	70	30	30	70	20	110	0	3,1
X (9)	-10	10	-40	40	0	500	70	60	0	60	-10	210	-50	6,9
A (8)	0	0	-20	-10	+	870	10	60	20	50	70	250	10	4,5
Vn(7)	-10	10	20	-90	+	2400	200	220	100	230	250	650	30	18,8
1.2. Фельзитовый микрогранит-порфир, PZ ₃ (2)														
X(4)	-10	10	10	0	-60	140	120	180	170	60	280	190	210	12,6
A(6)	-30	10	70	-50	20	300	240	330	330	80	500	310	330	27,0
Vn(6)	-30	20	160	-90	1900	390	350	390	210	450	520	230	360	36,8
2. Кедровское месторождение														
2.1. Альмандин-двуслюдяной плагиогнейс, PZ ₃ (1)														
By(1)	-2	2,8	66	-55	-49	-48	-14	10	44	37	-12	143	-27	7,0
X(1)	-4	8,4	14	-21	160	-27	36	-48	22	35	10	68	-35	6,0
Vn(1)	-48	-46	27	-96	2140	1330	716	439	65	61	98	653	42	45,0
2.2. Кварцевый диорит, гранодиорит, PZ ₃ (6)														
X(16)	0	0	0	0	1010	940	0	0	0	-10	0	0	10	4,0
A(6)	-10	-10	20	-10	3170	2070	30	50	60	-30	90	50	40	12,0
Vn(1)	-50	-20	40	-80	4270	4700	220	240	170	320	170	160	240	41,0
Углеродистые полевошпат-кварцевые сланцы кедровской свиты, PR ₂														
2.3. Метаалевропесчаник (1)														
A(1)	-17	4,9	248	-34	+	1905	33	1053	282	340	82	300	374	18,0
Vn(1)	-39	8,8	445	-93	+	6913	880	1781	447	125	73	672	347	43,0
3. Месторождение Чертово Кoryто														
Углеродистые полевошпат-кварцевые сланцы михайловской свиты, PR ₁														
3.1. Крупнозернистый метаалевролит (5)														
Y(2)	0	0	0	-10	-30	-10	50	20	0	30	10	0	0	2,9
X(8)	-20	-30	-30	-70	120	1400	1180	100	70	10	540	840	560	29,7
Vn(1)	-40	-30	-10	-90	0	2800	1920	170	30	-90	570	900	2110	43,4
3.2. Мелкозернистый метапесчаник (5)														
Y(1)	0	0	-30	80	180	40	30	10	0	-20	30	-30	100	3,5
Y(3)	0	10	-20	10	130	100	80	120	30	70	20	0	150	6,5
X(6)	-40	0	-20	-70	430	1910	1400	330	160	30	820	890	1750	34,9
Vn(1)	-30	-10	-10	-90	10	1980	1260	260	110	180	790	870	3620	32,5
3.3. Разнозернистый метапесчаник (1)														
Y(1)	0	0	70	-70	1130	10	-40	110	60	90	30	-50	0	7,94
X(4)	-30	-10	0	-85	1640	1370	510	420	240	80	840	450	600	31,4
Vn(1)	-50	-30	-10	-90	6570	3180	1300	690	250	490	490	640	4600	55,6

Примечание. 1) Минеральные зоны и подзоны околорудных метасоматических ореолов: Бу, Ви – подзоны умеренного и интенсивного изменения внешней зоны, У, X, A, Вн – соответственно углеродистая, хлоритовая, альбитовая, внутренняя зоны. 2) S* – сера сульфидная, C_o – углерод окисленный (карбонатный), + – привнос S при содержании ее в исходной породе ниже предела чувствительности анализа. 3) В скобках – число проб, участвующих в расчете средних. 4) Δ – удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в % к массе вещества исходных пород в стандартном геометрическом объеме 10000 Å³. 5) Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в Центральной лаборатории производственно-геологического объединения «Запсибгеология» и в Западно-Сибирском испытательном центре (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской и Г.Н. Юминовой.

мальном метасоматизме, доказательства которого приведены в [9].

Изменения минерального состава пород соотносятся с изменениями их химического состава (табл. 2).

Количественный показатель интенсивности метасоматических преобразований пород — удельная масса перемещенного вещества нарастает от первых % во внешней зоне до десятков % во внутренней. Очевидно, что во внешней зоне относительно слабых изменений на его величину оказывает существенное влияние степень неравномерности распределения содержания химических элементов: в апогранитном ореоле она значительно меньше, чем в апогнейсовых. Напротив, во внутренней зоне химический состав исходных пород в результате метасоматизма существенно обновляется вследствие выноса кремния до половины его массы и почти полного выноса натрия, в некоторых ореолах частичного выноса алюминия, и поступления в ореолы с растворами восстановленной серы, углекислоты, отчасти калия, фиксируемая в сериците масса которого зависит от содержания элемента в исходных породах: она тем больше, чем ниже его содержание [9]. Восстановленная сера обеспечивает образование сульфидов.

Приведены типовые петрохимические черты метасоматического процесса березитового профиля. С учетом минерального состава метасоматических пород околорудные метасоматические ореолы принадлежат к березитовой формации в тыловых зонах в сочетании с пропилитовой формацией в периферийных.

Остальные петрогенные химические элементы (Ca, Mg, Fe, Ti, P, Mn) устойчиво накапливаются преимущественно в тыловых зонах, причем их масса возрастает по мере усиления метасоматических преобразований — от альбитовой к тыловой березитовой зонам. Ca, Mg, Fe, Mn фиксируются в карбонатах, которые в существенно кварцевых углеродистых терригенных сланцах кедровской и михайловской свит, например, на 60...70 % заменяют кварц. Дополнительные массы Mg, Fe участвуют в составе хлоритов, Fe — в эпидоте, Ti — в лейкоксене и рутиле, P — в апатите. Случаи существенного снижения содержаний некоторых петрогенных элементов в промежуточной хлоритовой, углеродистой зонах ореолов эпизодичны и вследствие их редкости не характерны.

4. Обсуждение результатов и выводы

Согласно полученным результатам [9], миграция поступивших с металлоносными растворами соединений происходит из трещинных растворов в поровые с последовательным снижением их концентраций в формирующихся метасоматитах по мере удаления от разломов-трещин. Существенное обогащение внутренних зон околорудных метасоматических ореолов феофильными элементами, в том числе титаном и фосфором, согласуется с этим выводом и при отсутствии в околорудном про-

странстве устойчивых областей их выноса свидетельствует о поступлении значительных масс элементов извне и о высокой их миграционной способности, поддерживаемой щелочным режимом металлоносных растворов. Щелочной режим ранних растворов доказывается массовым растворением в породах кварца и подготовкой пространства в существенно кварцевых терригенных сланцах для отложения карбонатов. Последующее отложение извлеченного из пород кремнезема в жилах в форме кварца возможно в случае инверсии щелочного режима растворов в кислотный, которая, следовательно, в согласии с приведенным фактом происходила уже в ходе гидротермального рудообразующего процесса, но не всегда. В других случаях сохранность в березитах характеристических по крупным размерам, форме, распределению и другим признакам зерен кварца исходных пород среди мелкозернистых агрегатов эпигенетических минералов этапа метасоматизма служит указанием на кислотный режим растворов с начала гидротермального рудообразующего процесса.

Вместе с тем, факты восстановления окисленного углерода диссоциировавших карбонатов исходных пород до атомарного состояния (графита), но окисления поступавшего и отложенного в метасоматитах титана в форме рутила и лейкоксена характеризуют смену окислительно-восстановительных режимов растворов в объеме, возможно, одной их порции, пульсационный режим поступления которых в блоки рудообразования доказываются фактами, приведенными в [6].

Особый интерес в ассоциации обсуждаемых элементов представляет пара титан-фосфор, в геохимическом и металлогеническом аспектах элементы-спутники в эндогенных процессах, но не обнаруживающие химического родства и не образующие совместных аномальных концентраций в экзогенных условиях. Известно, что они характеризуют петрохимическое своеобразие только ультраосновных, основных и производных из них щелочных расплавов, образуя при их дифференциации или в генетической связи с ними промышленные месторождения апатит-титаномagnetитовых (Волковское, Ковдорское) и нефелин-апатитовых с существенной примесью сфена (Хибинское) руд. Представляются поэтому маловероятными источниками этой неразлучной в золотоносных березитах пары и других элементов феофильной специализации породы осадочной оболочки и ультраметаморфического (сиалического) субстрата земной коры, равно как и коровые расплавы среднего и кислого составов.

В реконструкции геологической обусловленности явления обогащения комплексом феофильных элементов околорудных золотоносных березитов и руд и в оценке вероятных их источников учитываются наблюдаемые в мезотермальных золотых месторождениях с большей или меньшей полнотой пространственно-временные структурные соотношения руд и магматических пород с признаками

термического воздействия поздних производных на ранние [6].

В ареалах образования наиболее полно проявленных комплексов ранние гранитоиды с отвечающими мантийным меткам $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношениями сменяются дайками диоритов, а последние — дайками умеренно щелочных базальтоидов (долеритов) многих генераций. Среди последних диагностированы дорудные, внутрирудные, позднерудные (послерудные). Особую ценность для реконструкции представляют первые две совокупности долеритов.

Послегранитные дорудные дайки часто сопровождаются золоторудными жилами, березитизированы, пропилитизированы, но в «останцах» свежих или слабо измененных пород последним свойствен стабильный отвечающий базитам минералогический состав, в том числе в тех случаях, когда дайки и руды залегают в телах ранних гранитоидов. Это означает, что к моменту внедрения ранних порций базальтовых расплавов, но до внедрения ранних порций металлоносных растворов гранитоидных расплавов уже не существовало, в противном случае неизбежное смешение тех и других расплавов обеспечило бы образование даек пестрого состава, чего не наблюдается.

Внутрирудные массивные дайки долеритов имеют спаянные контакты с вмещающими породами и обычно преобразованы в метасоматиты, сложенные на 70...90 % новообразованными минералами при том, что даже в экзоконтактах их вмещающие породы остаются свежими или слабо изменены. Многие дайки метасоматитов обогащены фемофильными элементами и металлами, в том числе золотом — до десятков мг/т. Отсюда следует, что во время рудообразования дайки долеритов в соответствии с известным физическим эффектом [10] служили тепловыми флюидопроводниками, в горячем состоянии, в отличие от холодных даек, аккумулировавшими потоки (струи) поднимающихся металлоносных растворов. Приобретая дополнительное тепло еще горячих даек, металлоносные растворы создавали в дайках относительно высокотемпературные минералы — роговую обманку и биотит, не встречающиеся в средне-низкотемпературных околорудных березитах и пропилитах. Содержание этих минералов, особенно биотита, достигает нескольких десятков %.

Из приведенных фактов выводятся три следствия. *Во-первых*, гидротермальные рудообразующие процессы функционируют одновременно с функционированием базальтовых магматических очагов; расплавы и растворы из очагов генерации поступают в верхние горизонты земной коры и в одни и те же локальные ее объемы, в которых пространственно совмещены дайки и руды, по одним и тем же каналам — глубинным разломам. *Во-вторых*, инъекции базальтовых расплавов и металлоносных растворов чередуются во времени. Вслед за очередной порцией расплавов поступает порция растворов через промежуток времени, в течение

которого застывшие расплавы не успевают полностью остыть и свежееобразованные еще горячие дайки способны быть флюидопроводниками. *В-третьих*, роговая обманка и биотит, присутствующие в аподайковых метасоматитах совместно или порознь, служат типоморфными признаками внутрирудного возраста долеритовых даек.

Все составляющие гранит-диорит-долеритового магматического комплекса с пространственно совмещенными и сопряженными во времени с ним рудами выявлены в Кедровском месторождении. Гранитоиды здесь, как отмечалось, слагают ядро очагово-купольной постройки в обрамлении мигматитов и гнейсов, а среди поздних долеритов наиболее многочисленны биотитизированные внутрирудные генерации [3, 6]. В месторождении Чертово Корыто среди углеродистых сланцев залегают внутрирудные дайки биотитизированных и амфиболизированных долеритов, в Ирокиндинском месторождении ранние составляющие комплекса представлены мощными дорудными дайками фельзитовых микрогранит-порфиров, сменяемыми дорудными дайками диоритовых парфиритов, а среди долеритов пока обнаружены позднерудные дайки.

Описанные явления в полной мере присущи уникальному золоторудному месторождению Сухой Лог, апочерносланцевые околорудные геохимические ореолы которого содержат в повышенных концентрациях помимо прочих магний, титан, а голубой и розовый апатит участвует даже в составе золотоносных кварцевых жил [11]. Месторождение залегает в региональном поясе ранних даек кислого состава аглан-янского и поздних базитовых даек кадали-бутуинского комплексов. Долеритовые дайки последнего насыщают рудоконтролирующий Кадали-Сухоложский разлом, в обрамлении которого образована главная рудная залежь месторождения. Ранее здесь выделены дайки долеритов дожилые и послезильные [12]. Те и другие превращены в метасоматиты пропилитового профиля. Послезильные дайки содержат эпигенетические биотит (до 40 об. %), роговую обманку, апатит, лейкоксен, рутил и другие минералы. Аподолеритовые внутридайковые метасоматиты обогащены фосфором (до 0,74 мас. % P_2O_5), магнием (до 16,65 мас. % MgO), золотом (до 11 мг/т). Sm-Nd радиологический возраст даек составляет 312 ± 59 млн л [13] и близок к Rb-Sr радиологическому возрасту руд — 315 млн л [14].

Обогащение рудовмещающих апочерносланцевых метасоматитов титаном отмечено в Советском месторождении (Енисейский край) [15]. Известные здесь базитовые дайки преобразованы в метасоматиты, содержащие эпигенетические минеральные ассоциации гидротермального этапа в составе хлоритов, эпидота, талька, антигорита, актинолит-тремолита, карбонатов, сульфидов, биотита и, как и околорудные метасоматиты — пропилиты и березиты (без биотита), обогащены титаном, магнием, фосфором, золотом [16].

Обогащены титаном околорудные метасоматиты и руды, образованные в разнообразных породах,

в золотых месторождениях Колар [17], Мангалуру [18] в Индии, Коннемарра и Кэтлин в Западной Австралии [19], Обуаси в Гане [20], ванадийсодержащим мусковитом — Калгурли в Западной Австралии [21], в ассоциации с рутилом — Хемло в Канаде [22], роскоэлитом — Эльдорадо в Калифорнии [23], роскоэлитом и рутилом — Криплз Крик в Колорадо [24]. Эти фрагментарные сведения, раскрывающие накопление при рудообразовании одного-двух фемофильных элементов из более представительной их совокупности, тем не менее подчеркивают распространение явления.

В дополнение к приведенным выше данным подчеркнем, что изучение геологической истории металлов в различных породах, в том числе в толщах углеродистых терригенных сланцев, показало отсутствие областей выноса их в околорудном пространстве и в обрамлении месторождений, в том числе крупных, напротив — обогащение металлами околорудных метасоматических ореолов на этапах рудообразования [5, 7].

В свою очередь, накопленные в золотых месторождениях факты взаимно дополняют друг друга и обеспечивают, как представляется, безальтернативную реконструкцию геолого-генетической сущности рудообразующих процессов в кристаллическом субстрате и в толщах углеродистых терригенных сланцев в рамках и на основе базальтогенной концепции. Ни в одну из трех остальных известных концепций приведенные факты не вписываются, а потому для их обоснования не привлекаются и не обсуждаются. Гранитогенная, метаморфогенная, полигенная концепции более декларируются, чем доказываются.

Согласно реконструкции, обсуждаемые месторождения принадлежат к совокупности мезотермальных и представляют составные части золото-

продуцирующих гранит-диорит-долеритовых флюидно-магматических комплексов. На позднем этапе становления комплексов тектоно-магматические процессы инициируют функционирование рудообразующих систем, объединяющих глубинные (мантийные) очаги генерирующих металлоносные растворы умеренно щелочных базальтовых расплавов, глубинные разломы — каналы доставки расплавов и растворов в верхние горизонты земной коры, растворов — до уровней погружения грунтовых вод, на которых формируются физико-химические и термодинамические барьеры. Смещение горячих металлоносных растворов и холодных грунтовых вод обуславливает нарушение химического равновесия в образующихся смесях и, как следствие, массовое отложение рудного вещества.

Тот факт, что явление накопления ассоциации фемофильных элементов в рудах и околорудных ореолах обнаружено пока в весьма ограниченном числе мезотермальных месторождений золота и, в основном, на фрагментарном уровне, может быть обусловлен несколькими причинами: малыми размерами аномалий и приуроченностью их только к ближайшему обрамлению раствороподводящих глубинных разломов, недостаточной доступностью многих слабо вскрытых месторождений, разными условиями накопления (экстракции) элементов в очагах генерации металлоносных растворов. Последняя версия представляется предпочтительной. Вместе с тем, очевидна теоретическая и прикладная [3] значимость явления и, следовательно, целесообразность дальнейшего его изучения в гидротермальных месторождениях золота и других металлов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по образованию. ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В., Грибанов А.П. Взаимоотношения дайковых образований с золоторудными кварцевыми жилами в Беркуловском рудном поле // Известия Томского политехнического института. — 1968. — Т. 134. — С. 153–158.
2. Кучеренко И.В. О фосфор-магний-титановой специализации золотоносных березитов // Доклады АН СССР. — 1987. — Т. 293. — № 2. — С. 443–447.
3. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 1 // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 2. — С. 49–55.
4. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Новые данные о фемофильной специализации золотоносных березитов // Известия Томского политехнического университета. — 2009. — Т. 315. — № 1. — С. 26–29.
5. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. — 2005. — Т. 308. — № 2. — С. 23–30.
6. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. — 2001. — Т. 304. — № 1. — С. 182–197.
7. Кучеренко И.В. Петролого-геохимические свидетельства геолого-генетической однородности гидротермальных месторождений золота, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. — 2007. — Т. 311. — № 1. — С. 25–35.
8. Laverov N., Chernyshev J., Chugaev A., et al. Geochronology and the Pb, Sr and Nd isotope signatures for crustal source of the Sukhoi Log highland, Russia // International Geological Congress. MRD-04 Giant ore deposits: 6–14 aug. 2008. — Oslo, 2008. — MRD — 04217P. 2010. URL: www.33igc.org (дата обращения: 07.05.2010).
9. Кучеренко И.В. Эмпирические свидетельства концентрационно-диффузионного механизма массопереноса в процессах околотрепчинного гидротермального метасоматизма // Известия Томского политехнического университета. — 2010. — Т. 316. — № 1. — С. 9–15.
10. Рундквист Д.В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования // Записки Всесоюз. минералогич. об-ва. — 1966. — Ч. 95. — Вып. 5. — С. 509–525.
11. Намолов Е.А., Чиркова В.М. Типоморфные ассоциации и региональная минеральная зональность золото-кварцевых жил Бодайбинского рудного района // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Тез. докл. регион. научной конф. — Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 1986. — С. 62–63.
12. Кондратенко А.К., Шер С.Д. Метасоматические изменения жильных пород в Ленской золотоносной области и их возмож-

- ное значение с точки зрения золотоносности // Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов. — М.: ЦНИГРИ, 1968. — С. 312–314.
13. Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. — 1992. — Т. 34. — № 6. — С. 3–15.
 14. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Доклады РАН. — 2000. — Т. 371. — № 1. — С. 88–92.
 15. Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С. и др. Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советского (Енисейский край) // Геология рудных месторождений. — 1999. — Т. 41. — № 4. — С. 308–328.
 16. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Сер. геологич. — 1990. — № 10. — С. 78–91.
 17. Генкин А.Д., Сафонов Ю.Г., Боронихин В.А. и др. Новые данные по минералогии и геохимии золоторудного поля Колар, Индия // Геология и полезные ископаемые древних платформ. — М.: Наука, 1984. — С. 83–89.
 18. Ugarkar A.G., Tenginkai S.G. Gold-quartz sulfide reefs of Mangaluru, Gulbarga district, Karnataka // Current Science. — 1988. — V. 57. — № 3. — P. 143–145.
 19. Eggo A.J., Doepel M.G. Discrimination between altered and unaltered rocks at the Connemarra and Kathleen Au deposits, Western Australia // Journal of Geochemistry Exploration. — 1989. — V. 31. — № 3. — P. 237–252.
 20. Yao Y., Robb L.J. Gold mineralization in Paleoproterozoic granitoids at Obuasi, Ashanti region, Ghana: Ore geology, geochemistry and fluid characteristics // South Africa Journal Geology. — 2000. — V. 103. — № 3–4. — P. 255–278.
 21. Nickel E.H., Grey J.E. A vanadium-rich mineral assemblage associated with the gold telluride ore at Kalgoorlie, Western Australia // Кристаллохимия минералов: Материалы 13-го Конгресса Международной минералогической ассоциации (ММА), Варна, 19–25 сентября 1982 г. — София, 1986. — P. 899–908.
 22. Harris D.C. The diverse mineralogy of the Hemlo Gold Deposit, Hemlo, Ontario // 14th General Meeting International Mineral Association, Stanford, California, 13–18 July, 1986 year: Abstract Program. — Washington, 1986. — P. 120.
 23. Post J.L., Barnett J.L. Roscoelite type locality, El Dorado County, California // California Geology. — 1985. — V. 38. — № 5. — P. 99–103.
 24. Thompson T.B., Trippel A.D., Dwelley P.C. Mineralized veins and breccias of the Cripple Creek district, Colorado // Economic Geology. — 1985. — V. 80. — № 6. — P. 1669–1688.

Поступила 07.05.2010 г.

УДК 553.411(574.4)

КОСМОСТРУКТУРНЫЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ

Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, В.Г. Житков

Томский политехнический университет
E-mail: AnanyevYS@ignd.tpu.ru

Изучены космоструктуры Западно-Калбинской металлогенической зоны по материалам разномасштабных мультиспектральных космических систем Modis, Landsat и радиолокационной съемки SRTM. Показана связь известных золоторудных полей с очаговыми структурами. Установлено, что в пределах рудных полей, месторождения и рудопроявления закономерно размещаются относительно линейных и кольцевых структур, что позволяет рассматривать их в качестве прогнозно-поисковых критериев участков перспективных на выявление золотого оруденения ранга рудное поле – месторождение.

Ключевые слова:

Западная Калба, золоторудные объекты, космоматериалы, линейные структуры, кольцевые структуры, очаговые структуры.

Key words:

Western Kalba, gold ore objects, cosmic materials, linear structures, ring structures, focal structures.

Введение

В последнее время в практике геолого-съёмочных и поисковых работ все шире стали применяться материалы мультиспектральных космических съемок. Бесспорно, что они обладают рядом преимуществ, таких как обзорность, объективность и метричность, естественная генерализация, повышенная глубинность, высокая информативность, экспрессность и низкая стоимость работ [1, 2]. Их применение весьма актуально как на новых малоизученных площадях, так и в известных горнорудных районах, детально изученных наземными методами.

Западно-Калбинская металлогеническая зона Зайсанской складчатой системы вмещает 18 золоторудных полей (Миалинское, Костобе-Эспинское, Кызыловское, Алайгырское, Акжальское, Кара-Чоко, Боко-Васильевское, Баладжальское, Джумбинское, Лайлинское, Кулуджунское, Суздальское и др.), расположенных в поперечно-диагональных структурах II порядка одноименного складчато-рифтогенного пояса (рис. 1). Известные рудные поля объединяются в три структурно-морфологические группы: 1) рудные поля с жильно-кварцевым и штокверковыми типами руд в терригенных, вулканогенных и карбонатных толщах